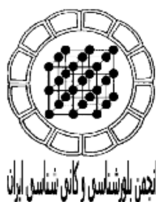
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۴، از صفحهٔ ۳۹۱ تا ۴۰۲



کانی‌شناسی و زمین‌شیمی ذخیره بنتونیت تمینان، جنوب باختر نایین، استان اصفهان

شیرین فتاحی[1*]، علی اصغر کلاگری[1]، علی عابدینی[2]، هاشم باقری[3]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

(دریافت مقاله: ۹۳/۲/۲۵ ، نسخه نهایی: ۹۳/۶/۱)

چکیده: ذخیره‌ی بنتونیت تمینان در فاصله‌ی ۲۵ کیلومتری جنوب باختری نایین، استان اصفهان قرار دارد. این ذخیره شکل لایه‌ای و توده‌ای داشته و محصول دگرسانی برش‌های توفی به سن الیگومیوسن است. یافته‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که مونت‌موریلونیت، هیولاندیت، کلینوپتیلولیت، کوارتز، آنورتیت، آلبیت، اورتوکلاز، کلسیت، بیدلیت، ایلیت، و میکروکلین از کانی‌های مهم سنگ‌ساز این ذخیره هستند. الگوی توزیع REEهای بهنجار شده با کندریت، دلالت بر جدایش شدید LREEها از HREEها همراه با رخداد بی‌هنجاری منفی Eu طی بنتونیت‌زایی دارند. یافته‌های زمین‌شیمیایی پیشنهاد می‌کنند که فرایندهای تبدیل برش‌های توفی به بنتونیت در این منطقه در یک سیستم باز رخ داده و فرایندهای شستشو و تثبیت، دو فاکتور تنظیم کننده‌ی اصلی در تمرکز اغلب عناصر جزئی و خاکی نادر هستند. با توجه به نتایج به‌دست آمده، به‌نظر می‌رسد که pH اسیدی و میزان تغییرات آن، جذب سطحی، ناهمگنی ترکیب سنگ اولیه، تلفیق در ساختار بلور، اختلاف در درجه‌ی همبافت‌شدن با لیگندهای سولفاتی، کلریدی و فلوریدی، درونزادی، تبادلات یونی، تمرکزهای بازماندی و تفاوت در میزان پایداری کانی‌ها در برابر دگرسانی، فاکتورهای کلیدی کنترل کننده‌ی توزیع عناصر طی شکل‌گیری ذخیره‌ی بنتونیت تمینان هستند.

واژه‌های کلیدی: *بنتونیت؛ کانی‌شناسی؛ توزیع عناصر؛ شستشو و تثبیت؛ تمینان؛ نایین.*

مقدمه

ذخایر بنتونیت در ایران زمین بیشتر در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوئیک بوده و از لحاظ مکانی به شش منطقه‌ی زمین‌شناختی، (۱) سمنان- ترود، (۲) البرز- آذربایجان، (۳) خاور ایران، (۴) ایران مرکزی، (۵) تفرش– تکاب و (۶) سلسله جبال زاگرس تفکیک شده‌اند [۱]. بنتونیت‌های زون ایران مرکزی بیشتر در استان‌های اصفهان و یزد شناسایی شده‌اند و از نظر سنی به ائوسن تا الیگومیوسن وابسته‌اند [۲]. ذخیره‌ی بنتونیت تمینان، به مختصات جغرافیایی ″۰۰،′۴۵،°۵۲ الی ″۰۱،′۵۱،°۵۲ طول شرقی و ″۳۱،′۳۶،°۳۲ الی ″۳۷،′۴۱،°۳۲ عرض شمالی، در فاصله‌ی ۲۵ کیلومتری جنوب باختری شهرستان نایین، استان اصفهان واقع شده و بخشی از ذخایر بنتونیت زون ایران مرکزی محسوب می‌شود. علیرغم بررسی‌های تفصیلی روی کانی‌شناسی کانسارهای بنتونیت و چگونگی رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزئی و به‌ویژه عناصر خاکی نادر طی بنتونیت‌زایی در نقاط مختلف دنیا [۴،۳]، و نیز ایران [۵،۶]، تاکنون بررسی جامعی در این خصوص روی ذخیره‌ی بنتونیت تمینان انجام نشده است.

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۵۷۳۷۳۰۸، پست الکترونیکی: shfatahi1982@yahoo.com

در این مقاله سعی شده است تا اطلاعات نسبتاً جامعی از ویژگی‌های کانی‌شناسی، فاکتورهای کنترل کننده‌ی تحرک، توزیع و غنی‌شدگی عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر طی بنتونیت‌زایی، و کانی‌های میزبان REEها در این ذخیره ارائه شوند.

روش بررسی

بررسی سنگ‌های بنتونیتی تمینان و واحدهای سنگی همراه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش صحرایی، پیمایش‌هایی برای بررسی تشکیلات زمین‌شناسی موجود، شکل ذخیره و چگونگی ارتباط آن با سنگ‌های درونگیر و ویژگی‌های میکروسکوپی و مزوسکوپی انواع گونه‌های بنتونیتی موجود صورت گرفته است. نمونه‌برداری از بنتونیت‌ها بر اساس تغییرات در ویژگی‌های فیزیکی نظیر رنگ، چگالی، سختی و بافت انجام شده است. شناسایی سرشتی‌های اصلی سنگ‌شناسی با تهیه و بررسی سنگ‌نگاشت‌های تعداد ۱۰ مقطع نازک و صیقلی از واحدهای درونگیر در سازمان زمین‌شناسی و پی‌جویی‌های معدنی کشور، و پراش پرتو ایکس (XRD) تعداد سه نمونه‌ی بنتونیتی در آزمایشگاه‌های دانشکده‌ی معدن دانشگاه تهران صورت گرفته است. بررسی‌های کانی‌شناسی تکمیلی به‌وسیله‌ی میکروسکوپ الکترونی Field Emission- Scanning Electron Microscopy (FE-SEM) در آزمایشگاه فلزنگاری دانشگاه تهران صورت گرفت. همچنین، برای تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های درونگیر و بنتونیت‌ها و به پیروی از آن بررسی‌های زمین‌شیمیایی، هفت نمونه (شش نمونه بنتونیت و یک نمونه برش توفی) به روش‌های Inductively Coupled (ICP-ES) Plasma-Emission Spectroscopy (برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی) و Inductively Coupled (ICP-MS) Plasma-Mass Spectroscopy (برای تعیین مقادیر عناصر جزئی و خاکی نادر) در آزمایشگاه‌های شرکت Acme کشور کانادا آنالیز شده‌اند. مقادیر LOI نمونه‌ها بر اساس اختلاف وزن نمونه‌ها پیش و پس گرما دادن به‌مدت یک ساعت در دمای ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد به‌وسیله شرکت یاد شده تعیین شده‌اند. نتایج آنالیزهای شیمیایی در جدول (۱) ارائه شده‌اند.

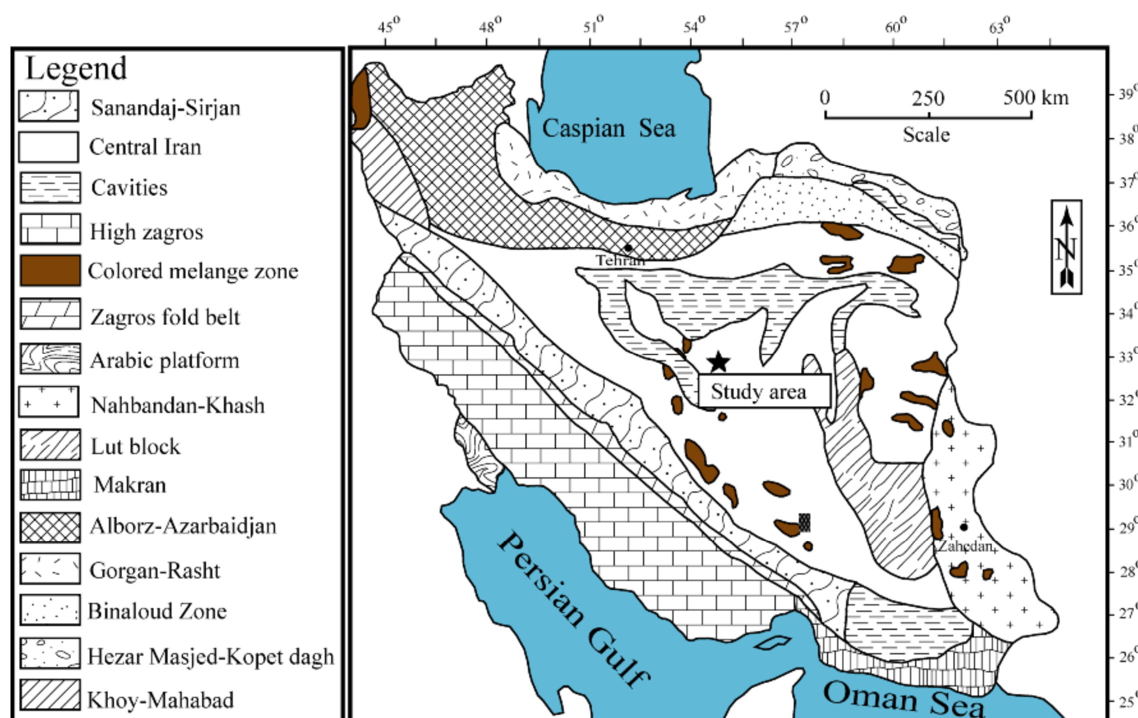
بحث و بررسی

زمین شناسی

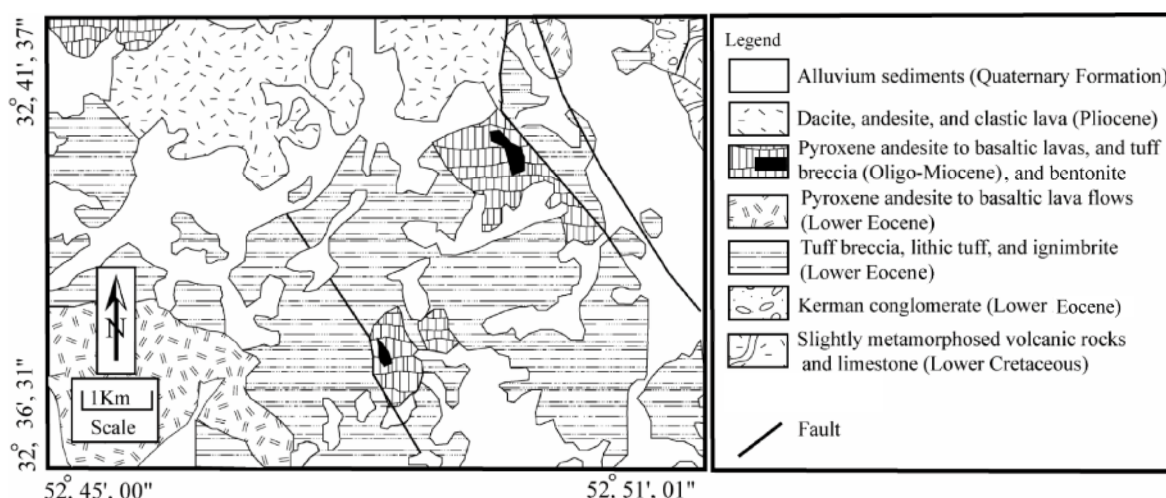
بر اساس رده‌بندی واحدهای زمین‌ساختاری و ساختاری ایران [۷]، منطقه‌ی تمینان بخشی از زون ایران مرکزی را شامل می‌شود (شکل۱). آشکارترین واحدهای سنگی این منطقه به ترتیب قدیم به جدید عبارتند از سنگ‌های آهکی اوربیتولین‌دار به‌همراه واحدهای آتشفشانی اندکی دگرگون شده (کرتاسه زیرین)، کنگلومرای کرمان (ائوسن زیرین)، برش‌های توفی، لیتیک توف و ایگنمبریت‌ها (ائوسن زیرین)، جریان‌های گدازه‌ای پیروکسن آندزیتی تا بازالتی (ائوسن زیرین)، جریان‌های گدازه‌ای پیروکسن آندزیتی تا بازالتی به‌همراه برش‌های توفی (الیگومیوسن)، جریان‌های گدازه‌ای داسیتی تا آندزیتی و گدازه‌های کلاستیک (پلیوسن) و رسوب‌های آبرفتی عهد حاضر (کواترنر) [۸] (شکل۲). از نظر جایگاه زمین‌شناسی، ذخیره‌ی بنتونیتی در این منطقه که مشتمل بر دو رخنمون مجزاست، به دو صورت لایه‌ای و توده‌ای و به رنگ‌های متنوع سبز، سفید، کرم، سبز روشن، سفید مایل به خاکستری، صورتی و قهوه‌ای زرد در برش‌های توفی الیگومیوسن تکامل و گسترش یافته‌اند. وجود مرز کاملاً تدریجی بین بنتونیت با برش‌های توفی درونگیر و وجود آثاری از برش‌های توفی در بنیان ماده‌ی معدنی از شاخص‌ترین سیماهای زمین‌شناسی این ذخیره محسوب می‌شوند. مهمترین شواهد صحرایی در این منطقه وجود تناوب منظمی از بنتونیت‌ها با برش‌های توفی به رنگ سبز است. کلیه‌ی بنتونیت‌ها سختی پایینی داشته و امکان تشخیص کانی‌ها در مقیاس مزوسکوپی، با توجه به ریز بودن کانی‌های تشکیل دهنده وجود ندارد. مهم‌ترین ویژگی زمین‌شناسی این ذخیره تغییرات شدید رنگ و ضخامت در بخش‌های مختلف است. چین‌خوردگی‌های محلی به همراه لمس صابونی و خاصیت چسبندگی در بنتونیت‌های سبز رنگ، وجود دانه‌های زاویه‌دار تا گرد شده سیاه رنگ چرت در اغلب نمونه‌های بنتونیتی به ابعاد چند میلی‌متر، سطوح شکست صدفی در بنتونیت‌های سفید رنگ، وجود بافت پاپ‌کورن (Popcorn texture) در بنتونیت‌های سفید مایل به خاکستری، حضور ریز رگچه‌های سرخ تا نارنجی (اکسیدهای آهن) در بنتونیت‌های قهوه‌ای زرد و کرم و وجود ریز رگچه‌های کلسیتی در اغلب بنتونیتی‌ها از دیگر سرشتی‌های برجسته‌ی ریخت‌شناسی این ذخیره‌اند.

جدول ۱ مقادیر عناصر اصلی، فرعی، جزئی، خاکی نادر و LOI در نمونه‌های مورد بررسی به همراه گستره آشکارسازی عناصر و مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce.

	Detection limit	Tuff Breccia	White Bentonite	Light Green Bentonite	Pink Bentonite	Yellow-Brown Bentonite	Grayish White Bentonite	Green Bentonite
Sample No	-	Bs-1	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6
SiO_2 (wt%)	۰/۰۱	۶۹/۲۳	۳۸/۷۶	۶۶/۳۱	۵۲/۱۹	۶۶/۳۱	۶۶/۲۲	۵۹/۲۳
Al_2O_3	۰/۰۱	۱۴/۱۸	۸/۱۴	۱۳/۰۶	۱۱/۷۴	۱۳/۲۷	۱۲/۹۲	۱۴/۸۳
Fe_2O_3	۰/۰۱	۳/۶۴	۱/۴۹	۲/۲۷	۲/۹۳	۲/۴۲	۵/۰۸	۷/۲۵
CaO	۰/۰۱	۲/۳۳	۲۲/۵۹	۱/۳۵	۱۲/۱۲	۱/۲۳	۵/۶۵	۶/۱۷
Na_2O	۰/۰۱	۳/۷۷	۱/۶۱	۳/۳۳	۲/۹۹	۳/۰۷	۳/۱۶	۳/۰۴
MgO	۰/۰۱	۱/۰۹	۱/۶۱	۱/۵۱	۱/۲۵	۱/۶۴	۱/۷۳	۱/۱۴
K_2O	۰/۰۱	۲/۵۳	۰/۹۹	۲/۰۸	۱/۹۲	۲/۰۹	۲/۱۸	۲/۴۲
TiO_2	۰/۰۱	۰/۴	۰/۱۲	۰/۲۴	۰/۳۳	۰/۲۵	۰/۵۷	۰/۷۹
MnO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۵۵	۰/۰۴	۰/۵۸	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۱۲
P_2O_5	۰/۰۱	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۴۹
Cr_2O_3	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۷	۰/۰۱۷	۰/.۰۰۸	۰/۰۱۶	۰/۰۰۹
L.O.I	–	۲/۶	۲۳/۹	۹/۶	۱۳/۶	۹/۶	۶/۱	۴/۲
Sum	–	۹۹/۹۱۱	۹۹/۸۷۴	۹۹/۸۸۷	۹۹/۸۳۷	۹۹/۹۰۸	۹۹/۸۰۶	۹۹/۷۰۹
U (ppm)	۰/۱	۰/۶	۲/۲	۱/۷	۳/۴	۱/۰۰	۲/۲	۵/۳
Th	۰/۲	۱/۴	۳/۹	۴/۷	۴/۳	۴/۷	۶/۶	۸/۴
Ba	۱	۲۶۸	۲۹۶	۱۹۰	۵۴۸	۱۷۰	۶۵۶	۶۷۵
Hf	۰/۱	۱/۲	۱/۴	۲/۵	۲/۲	۲/۴	۲/۵	۳/۵
Co	۰/۲	۸/۱	۵/۲	۵/۰۰	۶/۷	۴/۷	۱۰/۵	۶/۷
Zn	۱	۴۸/۰۰	۱۲/۰۰	۱۸/۰۰	۲۰/۰۰	۱۷/۰۰	۳۵/۰۰	۱۷/۰۰
Nb	۰/۱	۲/۰۰	۲/۴	۴/۵	۴/۵	۴/۷	۶/۱	۷/۹
Cs	۰/۱	۱/۵	۱/۱	۱/۵	۱/۶	۱/۹	۱/۹	۱/۰۰
Rb	۰/۱	۵۰/۵	۲۸/۱	۵۵/۲	۴۷/۶	۵۵/۵	۶۱/۲	۵۹/۸
V	۸	۸۳/۰۰	۱۷	۳۶/۰۰	۹۳/۰۰	۴۳/۰۰	۱۲۶/۰۰	۱۸۳/۰۰
Y	۰/۱	۱۰/۳	۲۲/۹	۲۱/۰۰	۲۵/۱	۲۰/۲	۱۸/۵	۳۴/۷
Pb	۰/۱	۳/۹	۷/۷	۵/۶	۸/۶	۴/۴	۸/۰۰	۳۸/۸
Zr	۰/۱	۵۳/۷	۴۵/۷	۹۲/۳	۷۳/۲	۷۱/۳	۹۱/۹	۱۱۹/۳
Ni	۱۰	۳۹/۰	۱۲/۱	۱۴/۸	۲۶/۰۰	۱۶/۴	۲۱/۶	۱۱/۳
Sr	۰/۵	۴۱۳/۳	۳۸۶	۳۷۳/۸	۴۹۸/۷	۴۴۵/۹	۴۳۹/۸	۱۱۴۵/۷
Ta	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۵
Cu	۰/۱	۱۹/۹	۵/۵	۱۰/۷	۱۳/۶	۸/۶	۱۳/۵	۱۰/۹
La (ppm)	۰/۱	۷/۷	۱۱/۲	۱۴/۴	۱۴/۵	۱۶/۳	۱۸/۲	۲۵/۵
Ce	۰/۱	۱۳/۹	۲۱/۱	۲۹/۲	۲۶/۳	۲۹/۷	۳۳/۲	۴۸/۵
Pr	۰/۰۲	۱/۸۰	۲/۴۵	۳/۴۶	۳/۱۸	۳/۴۷	۳/۹۹	۵/۸۲
Nd	۰/۳	۶/۵	۹/۳	۱۱/۴	۱۲/۷	۱۲/۸	۱۳/۷	۲۲/۴
Sm	۰/۰۵	۱/۶۷	۲/۱۷	۲/۸۸	۲/۶۸	۲/۹۷	۳/۳۶	۵/۱۰
Eu	۰/۰۲	۰/۵۱	۰/۳۱	۰/۴۷	۰/۵۹	۰/۴۹	۰/۷۳	۱/۲۳
Gd	۰/۰۵	۱/۵۹	۲/۲۸	۲/۹۳	۲/۸۶	۳/۰۵	۳/۱۱	۵/۳۱
Tb	۰/۰۱	۰/۲۷	۰/۴۵	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۵۰	۰/۸۹
Dy	۰/۰۵	۱/۵۴	۳/۱۳	۳/۳۷	۳/۵۱	۳/۶۳	۳/۱۶	۵/۴۱
Ho	۰/۰۲	۰/۳۷	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۷۶	۰/۶۴	۰/۶۷	۱/۱۰
Er	۰/۰۳	۱/۱۳	۲/۳۱	۲/۲۲	۲/۳۹	۲/۰۶	۱/۹۴	۳/۴۲
Tm	۰/۰۱	۰/۱۹	۰/۴۱	۰/۳۴	۰/۴۳	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۵۲
Yb	۰/۰۵	۱/۳۲	۲/۷۵	۲/۳۷	۲/۶۴	۲/۵۲	۱/۹۷	۳/۱۸
Lu	۰/۰۱	۰/۲۴	۰/۴۷	۰/۳۹	۰/۴۵	۰/۳۹	۰/۳۱	۰/۵۰
Ee/Eu*	–	۰/۹۵	۰/۴۵	۰/۴۹	۰/۶۵	۰/۵۰	۰/۸۰	۰/۷۲
Ce/Ce*	–	۰/۹۵	۱/۰۰	۱/۰۹	۳/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۹۹



شکل۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی ساختاری ایران [۷] که بر اساس آن منطقه‌ی تمینان (با علامت ستاره) در زون ایران مرکزی قرار دارد.



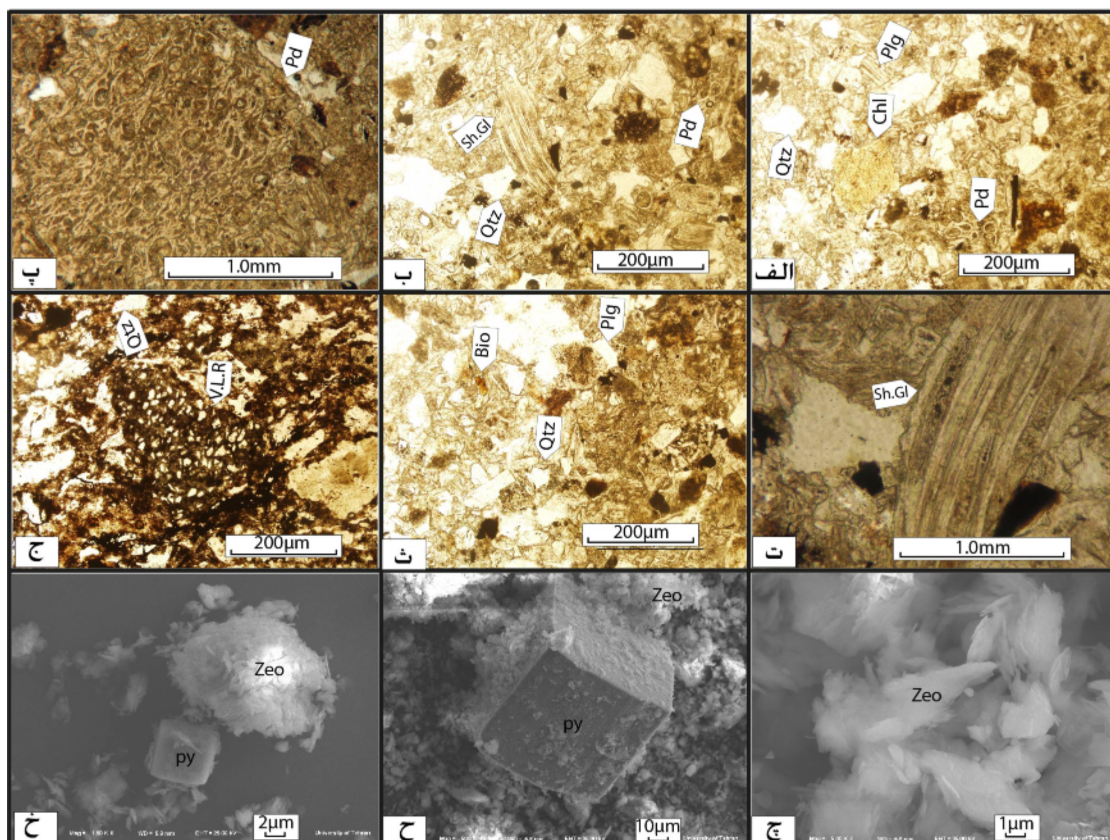
شکل۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی. برگرفته از [۸] با اندکی تغییرات.

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی برش‌های توفی و بنتونیت‌ها

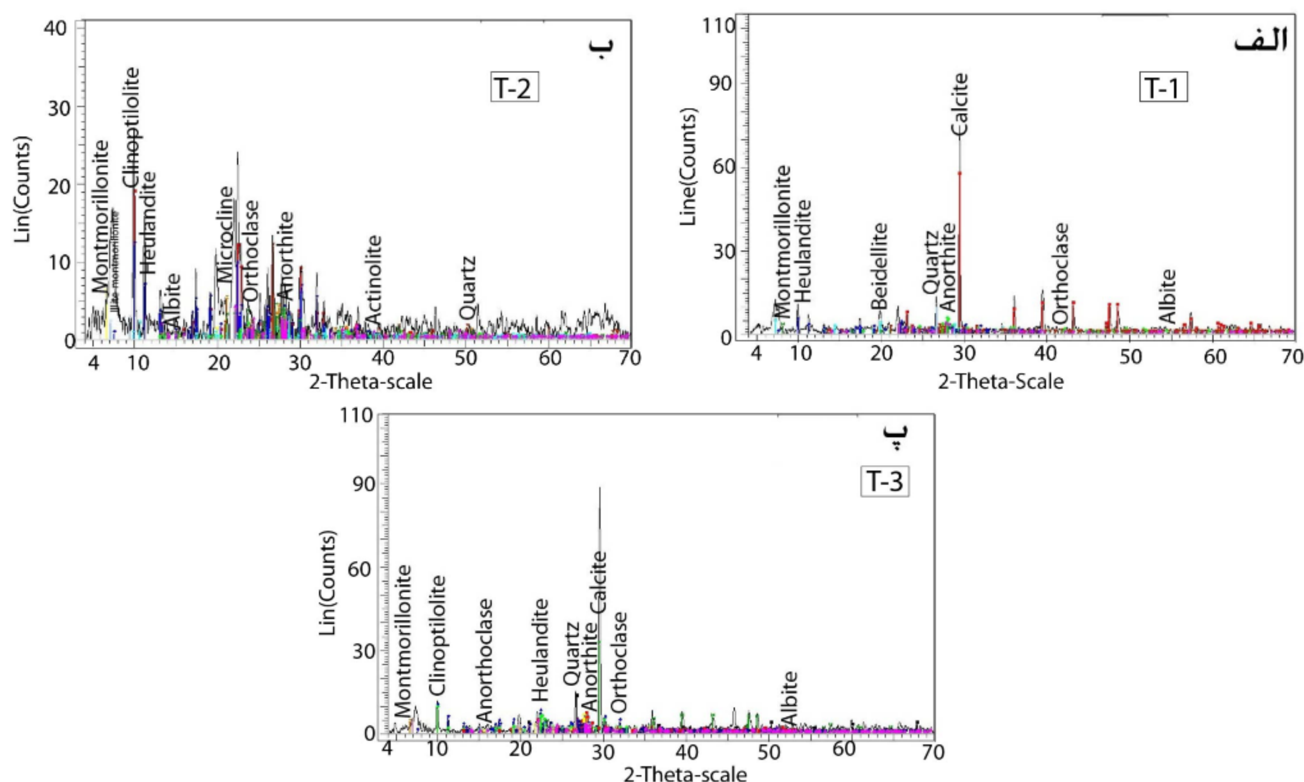
بر پایه‌ی بررسی‌های میکروسکوپی، برش‌های آتشفشانی ترکیبی در حد ویتریک لیتیک کریستال توف دارند. این سنگ-ها بیشتر از شاردهای شیشه‌ای، خرده‌های پامیس و به مقدار کمتر از خرده‌سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت و بلورهای درشت پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کلریت تشکیل شده‌اند (شکل۳ الف تا ج). در مقاطع میکروسکوپی، شاردهای شیشه‌ای به‌شکل‌های لایه‌ای و خنجری دیده می‌شوند. علیرغم آرژیلیتی شدن شدید، ساختار حفره‌ای شکل پامیس‌ها حفظ شده است. حفره‌های پامیس‌ها بیشتر به دو شکل کروی و بیضوی قابل مشاهده‌اند. زئولیت‌های صفحه‌ای در این سنگ‌ها به‌میزان قابل ملاحظه‌ای جانشین شاردهای شیشه‌ای و بخش‌های شیشه‌ای پامیس‌ها شده‌اند (شکل ۳ الف، ب ،پ و ت). لیتیک‌ها از پلاژیوکلاز و شیشه و به‌مقدار ناچیز از کوارتز تشکیل شده‌اند.

شیشه‌های آتشفشانی موجود در زمینه‌ی خرده‌سنگ‌ها به صورت بخشی به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. پلاژیوکلازها به دو شکل فنوکریست و میکروفنوکریست در یک زمینه‌ی شیشه‌ای سیاه رنگ مشاهده می‌شوند (شکل۳ج). با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی، خرده‌سنگ‌ها ترکیبی در حد آندزیت دارند. همچنین بلورهای درشتی مثل پلاژیوکلاز، کلریت و بیوتیت (به‌ترتیب فراوانی) با فراوانی کمتر نسبت به خرده سنگ‌های آتشفشانی و بخش‌های شیشه‌ای در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای منطقه‌بندی هستند. آن‌ها اغلب برخلاف پامیس‌ها و شاردهای شیشه‌ای از دگرسانی مصون مانده‌اند (شکل ۳ الف، ب و ث). کوارتزهای درشت بلور در این سنگ‌ها اغلب دارای خاموشی موجی هستند. کلریت نیز در این سنگ‌ها جانشین آمفیبول‌های ستونی و بیوتیت‌ها شده است (شکل ۳ الف). در این سنگ‌ها، بیوتیت‌ها به‌صورت بلورهای قهوه‌ای تیره و شکل-دار دیده می‌شوند (شکل ۳ث). همچنین، تصاویر میکروسکوپ الکترونی نشان می‌دهند که زئولیت‌ها (شکل۳چ) به همراه پیریت (شکل۳ح و خ) در این سنگ‌ها به‌عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند.

آنالیزهای پراش پرتو ایکس (XRD) (شکل ۴ الف، ب و پ) نشان می‌دهند که مونتموریلونیت، هیولاندیت، کلینوپتیولیت، کوارتز، کلسیت، آنورتیت، آلبیت و اورتوکلاز کانی‌های اصلی و بیدلیت، اکتینولیت، میکروکلین و آنورتوکلاز به‌عنوان کانی‌های فرعی تشکیل دهنده‌ی ذخیره‌ی بنتونیت تمینان هستند.



شکل ۳ الف) خرده پامیس، کلریت با جانشینی دروغین به جای آمفیبول، پلاژیوکلاز شکل‌دار به‌صورت فنوکریست با ماکل پلی‌سنتتیک و کوارتز نیمه شکل‌دار (PPL)، ب) خرده پامیس، شیشه‌ی آتشفشانی با شکل خنجری و کوارتز نیمه‌شکل‌دار (PPL)، پ) خرده پامیس که ضمن حفظ حفره‌های کروی خود به‌طور گسترده به کانی‌های رسی تبدیل شده است (PPL)، ت) شیشه‌ی آتشفشانی با شکل خنجری که به‌طور گسترده با کانی‌های رسی جانشین شده است (PPL)، ث) کوارتز، پلاژیوکلاز شکل‌دار به‌صورت فنوکریست و بیوتیت شکل‌دار (PPL)، ج) کوارتز نیمه شکل‌دار و خرده‌سنگ آتشفشانی حاوی کوارتز و پلاژیوکلاز در برش توفی (PPL)، چ) تصویر SEM از زئولیت، ح) و خ) تصویر SEM از زئولیت و پیریت. علائم اختصاری به‌کار رفته عبارتند از: پیریت= Py، زئولیت= Zeo، بیوتیت= Bio، پلاژیوکلاز= Plg، کوارتز= Qtz، کلریت= Chl، خرده پامیس= Pd، شیشه شارد= Sh.Gl و سنگ لیتیک آتشفشانی= V.L.R (علائم اختصاری کانی‌ها از کریتس [۹] اقتباس شده‌اند).



شکل ۴ نمودارهای پراش پرتو ایکس (XRD) در سه نمونه‌ی بنتونیت مورد بررسی.

ترکیب ماگمای اولیه سنگ‌های مادر ذخیره بنتونیت

نمودارهای عناصر کمیاب و جزیی که برای تعیین ترکیب ماگمای مولد سنگ آذرین به کار برده می‌شوند، می‌توانند برای تعیین خاستگاه و ترکیب ماگمای اولیه سنگ‌های بنتونیتی شده مورد استفاده قرار گیرند [۳]. استفاده انتخابی از عناصر بی‌تحرکی چون Nb، Zr، Y و Ti در این قبیل نمودارها خطای ناشی از اتلاف عنصری در طول دگرسانی به کانی‌های رسی را طی شکل‌گیری ذخایر بنتونیتی به حداقل می‌رساند. با ترسیم یافته‌های وابسته به بنتونیت‌ها و برش‌های توفی در نمودار دو متغیره‌ی Zr/Ti-Nb/Y [۱۰] (شکل۵) نشان می‌دهد که بنتونیت‌ها همانطور که انتظار می‌رفت دارای ترکیب اولیه‌ای در حد آندزیت هستند.

رفتار عناصر در طی بنتونیت‌زایی

در این بررسی برای نمایش روند تغییرات عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر در طی دگرسانی برش‌های توفی به بنتونیت‌ها، از روش ایزوکون [۱۱] و به شرح مراحل زیر استفاده شد:

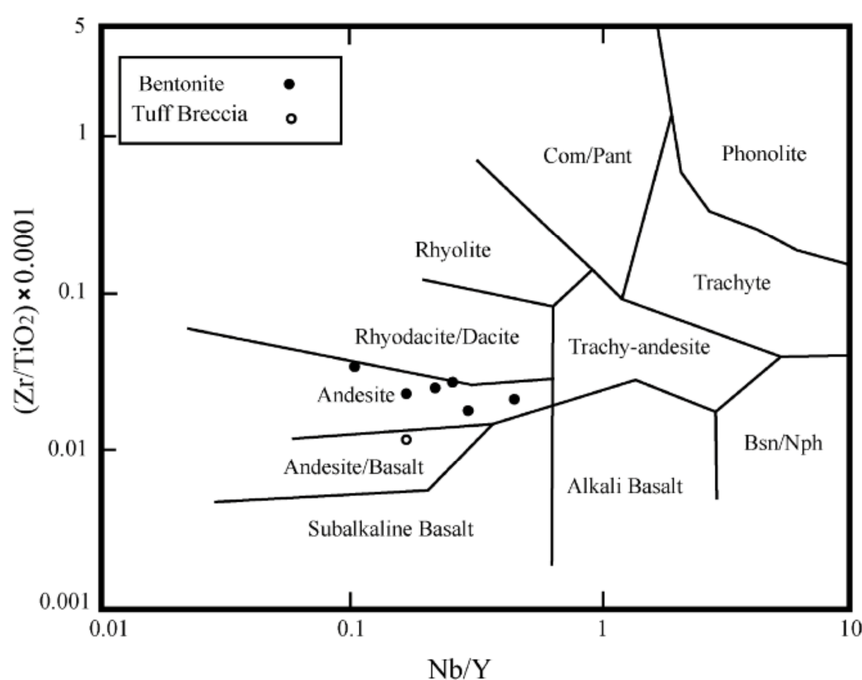
ترسیم نمودار دو متغیره: نمودار ایزوکون از ترسیم عناصر در یک نمودار لگاریتمی- لگاریتمی ساخته می‌شود. در این روش برای نمایش تغییرات یافته‌های زمین‌شیمیایی نمودارهای دو محوره ترسیم شدند که در آن محور افقی، ترکیب سنگ اولیه و محور قائم، ترکیب سنگ دگرسان شده را نشان می‌دهد. در این بررسی ترکیب برش‌های توفی در محور X و ترکیب میانگین بنتونیت‌ها در محور Y منظور شدند (شکل۶).

تعیین عناصر غیر متحرک ترسیم خط ایزوکون: در این بررسی، از عناصری مانند Al و Ti که تغییرپذیری اندکی طی فرایندهای دگرسانی از خود نشان می‌دهند [۱۲]، به‌عنوان عنصر شاخص بی‌تحرک استفاده شد. خط ایزوکون از مبدأ به این عناصر ترسیم شد. عناصری که روی خط ایزوکون یا نزدیک به آن قرار گرفته‌اند، به‌عنوان عناصر بی‌تحرک در نظر گرفته می‌شوند. عناصری که بالا و پایین خط ایزوکون قرار گرفته‌اند، به‌ترتیب به‌عنوان عناصر غنی شده و تهی شده طی بنتونیت‌زایی تلقی شدند (شکل۶).

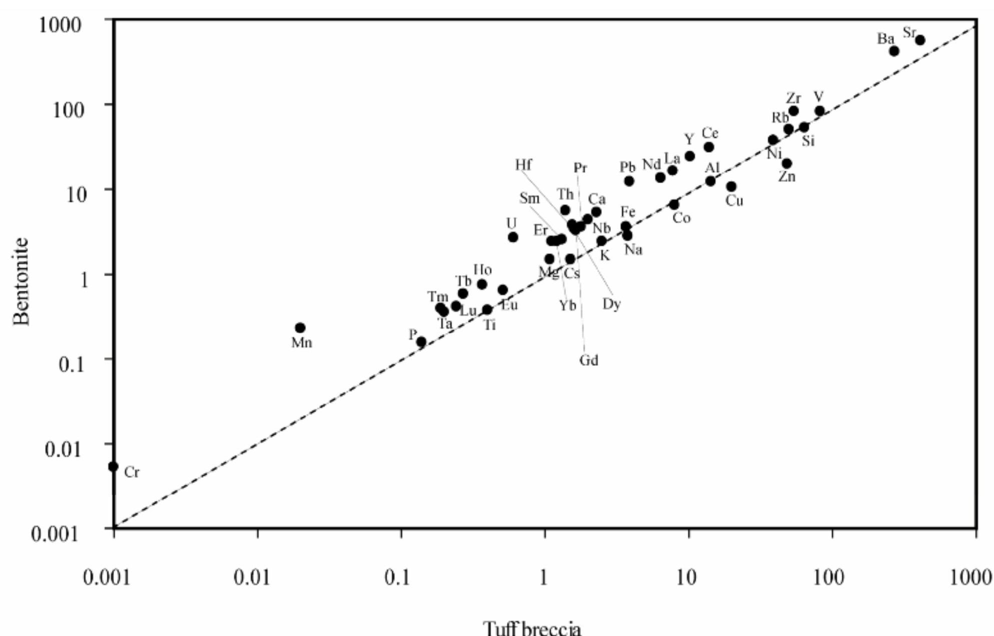
عوامل زمین‌شیمیایی موثر در تحرک و غنی‌شدگی عناصر طی بنتونیتی شدن در تمینان

عناصر اصلی و فرعی

با توجه به نمودار ایزوکون رسم شده (شکل ۶)، اکسیدهای اصلی و فرعی تشکیل دهنده‌ی بنتونیت‌ها را می‌توان از نظر رفتاری به سه دسته تقسیم کرد. دسته‌ی اول شامل اکسیدهایی نظیر SiO_2 بوده که طی بنتونیت‌زایی دستخوش افزایش یا کاهش جرم نشده است. دسته‌ی دوم اکسیدهایی مثل MgO، CaO، MnO، P_2O_5، Fe_2O_3 و K_2O را در بر می‌گیرد که طی بنتونیتی شدن دستخوش افزایش جرم شده‌اند. دسته سوم شامل اکسیدهایی مانند Na_2O بوده که طی فرایند بنتونیت‌زایی دستخوش کاهش جرم اندکی شده‌اند. با توجه به کانی‌شناسی، افزایش جرم Mg طی تشکیل این ذخیره می‌تواند به‌واسطه‌ی تشکیل اسمکتیت رخ داده باشد. افزایش نسبی محتوای Ca می‌تواند به حضور کلسیت به‌همراه مونت-موریلونیت (به‌عنوان فاز کانیایی اصلی) در ذخیره وابسته باشد. غنی‌شدگی Mn نیز به احتمال زیاد به‌واسطه‌ی حضور این عنصر در موقعیت‌های بین لایه‌ای در مونت‌موریلونیت‌ها و یا جایگزینی آن به‌جای Ca^{2+} های حل شده صورت گرفته است [۱۳]. غنی شدگی P_2O_5 در نمونه‌های بنتونیتی را می‌توان به حضور کانی‌های فسفاتی در مقادیر ناچیز در نهشته‌ی بنتونیتی وابسته دانست. Na^+ یون اشغال کننده‌ی بین لایه‌ای در مونت-موریلونیت‌ها و یا جایگزین شونده به‌جای Ca است [۱۴]. شستشوی ضعیف Na_2O در طی بنتونیت‌زایی را می‌توان به این شکل توجیه کرد که شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها که حامل‌های مهم این عنصر در برش‌های توفی هستند، طی دگرسانی، این اجزای سنگ‌ساز به‌طور بخشی از سیستم خارج شده است [۱۵]. غنی‌شدگی K_2O طی بنتونیت‌زایی را می‌توان به‌حضور کانی ایلیت در ذخیره نسبت داد. غنی‌شدگی Fe_2O_3 طی شکل‌گیری این ذخیره را می‌توان به تثبیت Fe در کانی-های رسی تلفیق ساختاری و یا به‌حضور اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در بنتونیت‌ها نسبت داد [۱۲]. در کل چنین به‌نظر می‌رسد که غنی‌شدگی برخی از عناصر اصلی و فرعی در این ذخیره با عواملی چون تلفیق ساختاری، دیاژنز، تبادل‌های یونی و سازوکارهای جذب یا تمرکز فیزیکی در فازهای باقیمانده نامحلول صورت گرفته است. میزان تهی شدگی Na وابسته به درجه‌ی دگرسانی فلدسپارها و مقاومت پایین این کانی‌ها در برابر محلول‌های مسئول بنتونیتی‌شدن است.



شکل ۵ موقعیت برش توفی و نمونه‌های بنتونیتی تمینان در نمودار دو متغیره‌ی $Nb/Y-Zr/TiO_2$ [۱۰].



شکل۶ نمودار ایزوکون (اقتباس از [۱۱]) ترسیم شده برای عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر که در آن محور X ترکیب برش توفی و محـور Y میانگین بنتونیت‌هاست.

عناصر جزئی

با توجه به نمودار ایزوکون ترسیم شده، چهار حالت مختلف را می‌توان برای تشریح توزیع عناصر جزئی در بنتونیت‌ها بیان کرد (شکل۶). حالت اول مربوط به عناصری مانند Zn و Cu است که طی بنتونیتی شدن با تهی‌شدگی همراه شده‌اند. حالت دوم برای عناصری مانند Ba، Sr، Rb، Th، U، Ta، Pb، V و Cs است که در کل، این عناصر طی بنتونیت‌زایی برش‌های توفی با غنی‌شدگی همراه شده‌اند. حالت سوم برای عناصری همچون Co و Ni هستند که طی دگرسانی به‌صورت بی‌تحرک عمل کرده‌اند. حالت چهارم به عناصری چون Zr، Y، Hf و Nb وابسته است که از نظر زمین‌شیمیایی در محیط‌های آبگون به عنوان عناصر نسبتاً بی‌تحرک شاخته شده ولی طی تشکیل و گسترش ذخیره‌ی بنتونیت تمینان با غنی‌شدگی نسبی همراه شده‌اند.

روند توزیع و غنی‌شدگی عناصری نظیر Zr، Y، Hf و Nb در این ذخیره نشان می‌دهد که شرایط محیطی نسبتاً مرطوب اجازه داده است تا این عناصر به‌شکل بازماندی بتوانند در بنتونیت‌ها تمرکز یابند. به‌نظر می‌رسد غنی‌شدگی Rb طی بنتونیت‌زایی به علت جانشینی این عنصر به‌جای K در ساختار کانی‌های رسی نظیر ایلیت رخ داده است. غنی‌شدگی Sr و Ba نیز به‌ترتیب به‌دلیل جانشینی Sr به جای Ca در شبکه‌ی کانی کلسیت و ورود Ba به سیستم به‌وسیله‌ی گرماب‌ها صورت گرفته است. حاکم بودن شرایط محیطی اکسایش در طی تشکیل بنتونیت‌ها باعث شده است که U^{4+} نامحلول به U^{6+} محلول تبدیل شود. اورانیومی که تحت شرایط اکسیدان انحلال می‌یابد می‌تواند به‌طور بخشی با فازهای حاوی SiO_2 و اکسیدهای ثانویه Fe و Mn جذب و در سیستم تثبیت شود [۱۵]. احتمالاً U در طی فرآیند بنتونیت‌زایی در تمینان اینچنین رفتار کرده باشد. Pb در ساختار فلدسپارها و Zn در شبکه کانی‌های فرومگنزین سنگ‌های اولیه حضور داشته‌اند. چنین به نظر می‌رسد که با تخریب کانی‌های فلدسپار، Pb در داخل کانی‌های رسی به‌طور بخشی باقی مانده است اما عنصر Zn در طی فرآیند بنتونیتی شدن کانی‌های میزبان به‌طور بخشی از سیستم خارج شده‌است. عنصر Cs از جمله عناصر بزرگ یونی است که معمولاً در ساختار کانی‌ها جایگزین پتاسیم می‌شود [۱۶]. قابلیت جذب انتخابی Cs در ساختار مونت‌موریلونیت در ارتباط با طول محور C این کانی و بار کاتیون‌های اکتاهدرال توسط ایلیاسون [۱۷] مورد بررسی قرار گرفته است. بنتونیت‌ها به‌علت داشتن فضای بین لایه‌ای مناسب از پتانسیل خوبی برای جذب این عنصر در طی تکوین

خود برخوردار هستند. خروج آهن فریک از محیط و جانشینی آلومینیوم به‌جای سیلیسیم در مونت‌موریلونیت نیز سبب ایجاد بار منفی در موقعیت اکتاهدری شده و موجب افزایش جذب Cs می‌شود. به نظر می‌رسد که علاوه بر نقش ارزنده ایلیت در تمرکز بخشی Cs، چنین پدیده‌ای در غنی‌شدگی این عنصر در طی تکوین ذخیره بنتونیت تمینان رخ داده است. غنی‌شدگی عناصری نظیر Th، V، و Ta می‌تواند به‌دلیل عدم تحرک و تثبیت این سه عنصر به‌وسیله کانی‌های رسی صورت گرفته باشد. Co و Ni آزاد شده از دگرسانی کانی‌های مافیک نیز احتمالاً توسط عملکرد فرایندهای جذب سطحی به‌وسیله رس-ها در سیستم تثبیت شده‌اند.

عناصر خاکی نادر

رفتار عناصر خاکی نادر طی فرایند بنتونیتی شدن

رفتار REEها در طی دگرسانی برش‌های توفی و تبدیل آن‌ها به بنتونیت‌ها تابعی از ویژگی‌های پروتولیت و شرایط فیزیکوشیمیایی محیط دگرسانی است [۴]. الگوی توزیع REEهای بهنجار شده به کندریت [۱۶] در نمونه‌های بنتونیتی مورد بررسی دلالت بر جدایش و غنی‌شدگی LREEها از HREEها همراه با رخداد بی‌هنجاری‌های منفی شدید Eu در طی بنتونیت‌زایی دارد (شکل۷ الف). این در حالی است که الگوی توزیع REEهای بهنجار شده به ترکیب برش توفی، تحرک و غنی‌شدگی نامنظم را در طی بنتونیت‌زایی آشکار می-نماید (شکل ۷ب). از این نمودار می‌توان چند نکته کلیدی برای تشکیل و توسعه ذخیره بنتونیت تمینان استخراج نمود. روند توزیع ناموزون REEها در نمونه‌های بنتونیتی می‌تواند دلیلی بر ناهمگنی در ترکیب سنگ اولیه این ذخیره و یا تفاوت در میزان شدت دگرسانی باشد. مضاف بر این، از آنجایی که غلظت REEها به‌طور مستقیم و یا غیر مستقیم توسط تغییرات pH محیط کنترل می‌شود [۱۸]، می‌توان تغییرات در pH محلول-های مسئول بنتونیت‌زایی را یکی از عوامل مهم در تفاوت در میزان تهی‌شدگی و غنی‌شدگی REEها قلمداد نمود. بررسی-های انجام شده نشان داده است که LREEها در pHهای اسیدی و HREEها در pHهای قلیایی دچار تحرک می‌شوند [۱۹]. با توجه به تهی‌شدگی بیشتر LREEها نسبت به HREEها می‌توان چنین متصور شد که pH محلول‌های دگرسان کننده برش‌های توفی اسیدی بوده که موجبات تهی-شدگی LREEها در برخی از نمونه‌ها را فراهم کرده است. به طور معمول، لیگندهایی که در pHهای پایین با REEها تشکیل کمپلکس می‌دهند و سبب خروج بخشی آن‌ها از سیستم دگرسان می‌شوند عبارتند از سولفات‌ها، کلریدها و فلوریدها می‌باشند. در pHهای قلیایی، لیگندهای کربناتی می-توانند به واسطه همبافت شدن با REEها، آن‌ها را از سیستم خارج نمایند [۱۹]. با توجه به آنچه گفته شد، به‌نظر می‌رسد که در تشکیل ذخیره‌ی بنتونیت تمینان، میزان دسترسی به لیگندهای کلریدی، سولفاتی و به‌ویژه فلوریدی یکی از فاکتورهای مهم در تحرک REEها از سیستم دگرسانی باشد.

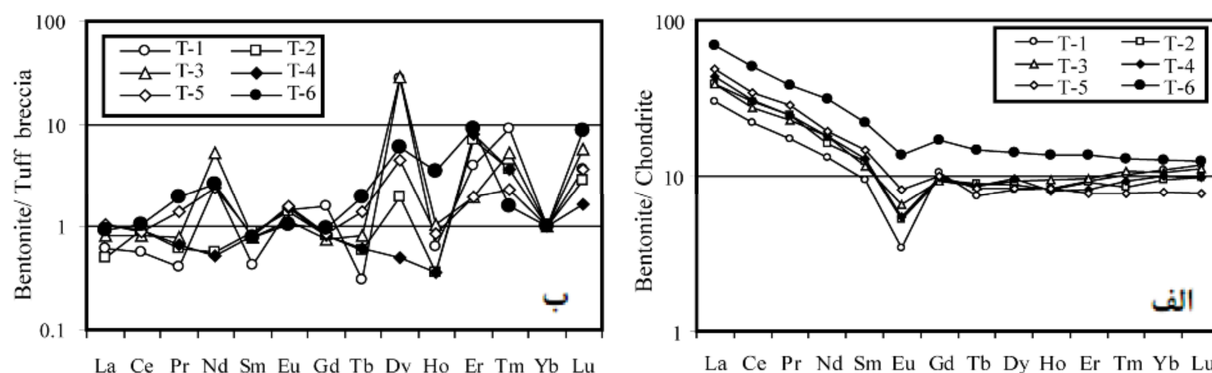
تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce

در این بررسی برای محاسبه‌ی میزان بی‌هنجاری Eu و Ce از روابط زیر استفاده شد:

$Eu/Eu^* = (Eu_N)/\sqrt{Sm_N \times Gd_N})]$ [۲۰]

$Ce/Ce^* = (3Ce_N)/(2La_N+Nd_N)$ [۲۱]

شاخص N بهنجاری ترکیب کندریت [۱۶] را نشان می‌دهد. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که مقادیر بی‌هنجاری Eu در برش توفی در حدود ۰٫۹۵ بود که این مقدار در بنتونیت‌ها از ۰٫۴۵ الی ۰٫۸۰ تغییر می‌کند (جدول ۱). همچنین بی‌هنجاری Ce در برش توفی در حدود ۰٫۹۵ بوده و در بنتونیت‌ها مقادیر آن تغییراتی از ۰٫۹۹ تا ۳٫۰۰ را نشان می‌دهد. به‌عبارت بهتر مقادیر بی‌هنجاری Eu و Ce طی بنتونیتی شدن به‌ترتیب روند منفی و مثبت دارد. بررسی‌های انجام شده نشان داد که شعاع یونی Eu^{2+} در حدود ۱٫۲۵Å بوده و تا حدی نزدیک به‌شعاع یونی Ca^{2+} و Sr^{2+} (۱٫۱۳Å) است. از این رو، Eu می‌تواند جانشین Ca و Sr در ساختار پلاژیوکلاز شود [۲۳،۲۲]. به نظر می‌رسد که طی دگرسانی پلاژیوکلازها، این عنصر به‌همراه Ca طی مراحل اولیه بنتونیتی‌شدن برش‌های توفی خارج شده و بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌ها ایجاد شده است. بی‌هنجاری مثبت Ce طی بنتونیتی شدن به‌واسطه‌ی تبدیل Ce^{3+} به Ce^{4+} نامحلول در شرایط اکسایشی محیط است. با در نظر گرفتن آنچه گفته شد، می‌توان چنین استنباط کرد که تغییرات بی‌هنجاری‌های منفی Eu و مثبت Ce به‌ترتیب به‌وسیله‌ی درجه‌ی دگرسانی فلدسپارها و تغییر در میزان درجه‌ی اکسایش محیط کنترل شده‌اند.



شکل ۷ الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده در انواع بنتونیت‌ها نسبت به کندریت C1 [۱۶] و ب) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده در انواع بنتونیت‌ها نسبت به به برش توفی.

کانی‌های میزبان عناصر خاکی نادر

چندین گروه از کانی‌ها به‌عنوان میزبان REEها در فراورده‌های دگرسان شده معرفی شده‌اند. از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به کانی‌های رسی، کانی‌های فسفاتی ثانویه، اکسیدها و هیدروکسیدهای منگنز و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن اشاره کرد [۲۴]. آنالیزهای XRD انجام شده در این بررسی فازهای کانیایی را شناسایی کرده‌اند که فراوانی بالای ۴٪ بوده‌اند. همچنین بررسی‌های SEM به علت کمبود امکانات برای تعداد اندکی از نمونه‌ها، آن هم به‌صورت مختصر، صورت پذیرفته است. بنابراین این احتمال وجود دارد که فازهای کانیایی دیگری نیز در این نمونه‌های بنتونیتی وجود داشته باشند که به یاری آنالیزهای XRD و SEM شناسایی نشده‌اند. در این بررسی، برای تعیین کانی‌های میزبان احتمالیREEها ضرایب همبستگی پیرسون [۲۱] بین برخی از عناصر اصلی، فرعی و جزئی با REEها محاسبه شدند (جدول ۲). محاسبات ضرایب همبستگی بین Al با REEها نشان داد که این عنصر همبستگی مثبت و متوسط تا قوی با برخی عناصر خاکی نادر دارد. بنابراین، این احتمال وجود دارد که کانی‌های رسی نقش موثری در تمرکز بخشی از REEها در این ذخیره داشته باشند. از سوی دیگر، همبستگی مثبت و شدید بین TiO_2 و LREEها (۰٫۸۹ تا ۰٫۹۴) (جدول۲) حکایت از آن دارد که فازهای کانیایی Tiدار به احتمال زیاد نقش مناسبی در تمرکز REEها در ذخیره‌ی بنتونیتی ایفا کرده‌اند. همبستگی مثبت و متوسط تا قوی بین Fe با REEها به جز Yb و Lu (۰٫۶۷ الی ۰٫۹۷) (جدول۲) نشان می‌دهد که اکسیدهای آهن و یا فازهای کانیایی Fe دار نظیر رس‌ها که به‌واسطه‌ی تلفیق ساختاری Fe را در سیستم تثبیت کرده‌اند، نیز می‌توانند در تثبیت بخشی از REEهای سیستم ایفای نقش کرده باشند. همبستگی مثبت بین عنصر Na_2O با اغلب LREEها (r>۰٫۴۲) نشان می‌دهد برخی از کانی‌های سدیم‌دار مصون مانده از دگرسانی، همچون آلبیت در تمرکز لانتانیدها موثر بوده‌اند. P_2O_5 با REEها همبستگی مثبت و متوسط تا قوی (۰٫۵۸ تا r = ۰٫۹۹) نشان می‌دهد. همبستگی‌های یاد شده حکایت از آن دارد که توزیع REEها در بنتونیت‌های مورد بررسی به احتمال زیاد به‌طور بخشی به‌وسیله‌ی کانی‌های فسفاتی کنترل شده است. همبستگی مثبت و شدید بین La، Ce و Nd با P_2O_5 (۰٫۸۷ = r) می‌تواند دلالت بر حضور احتمالی کانی‌های مونازیت و رابدوفان در این ذخیره باشد [۲۵،۲۴]. همبستگی مثبت و شدید بین Ce و Zr (r = ۰٫۹۲) دلالت بر نقش احتمالی کانی‌های Zrدار در تمرکز Ce طی بنتونیت‌زایی دارد (جدول۲). همبستگی مثبت و متوسط تا قوی بین Y با REEها (۰٫۴۸ تا ۰٫۹۹)، نشان از رفتار زمین‌شیمیایی مشابه Y با REEها دارد. همبستگی مثبت و شدید بین P_2O_5 با Y (r = ۰٫۹۳) دلالت بر حضور احتمالی کانی‌های فسفاتی غنی از Y نظیر زینوتایم در بنتونیت‌ها دارد.

جدول۲ مقادیر ضرایب همبستگی پیرسون [۲۱] بین برخی از عناصر انتخابی در نمونه‌های بنتونیتی مورد بررسی در تمینان.

	Si	Al	Ti	Mn	Na	Fe	P	Th	Y	Zr	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Si	۱٫۰۰																							
Al	۰٫۸۶	۱٫۰۰																						
Ti	۰٫۳۳	۰٫۷۱	۱٫۰۰																					
Mn	-۰٫۸۹	-۰٫۷۵	-۰٫۳۶	۱٫۰۰																				
Na	۰٫۹۲	۰٫۸۸	۰٫۴۶	-۰٫۶۷	۱٫۰۰																			
Fe	۰٫۳۰	۰٫۶۹	۰٫۹۹	-۰٫۳۵	۰٫۴۱	۱٫۰۰																		
P	۰٫۰۰	۰٫۴۸	۰٫۸۴	-۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۸۷	۱٫۰۰																	
Th	۰٫۳۵	۰٫۷۱	۰٫۹۷	-۰٫۴۸	۰٫۴۰	۰٫۹۸	۰٫۸۴	۱٫۰۰																
Y	-۰٫۱۷	۰٫۳۳	۰٫۶۲	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۶۵	۰٫۹۳	۰٫۶۱	۱٫۰۰															
Zr	۰٫۶۳	۰٫۸۹	۰٫۸۷	-۰٫۶۱	۰٫۷۲	۰٫۸۶	۰٫۷۰	۰٫۸۸	۰٫۵۳	۱٫۰۰														
La	۰٫۴۳	۰٫۸۱	۰٫۹۵	-۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۹۵	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۰٫۴۸	۰٫۸۹	۱٫۰۰													
Ce	۰٫۴۵	۰٫۸۲	۰٫۹۳	-۰٫۵۳	۰٫۴۹	۰٫۹۳	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۰٫۷۱	۰٫۹۲	۰٫۹۹	۱٫۰۰												
Pr	۰٫۳۱	۰٫۸۲	۰٫۹۴	-۰٫۵۱	۰٫۵۰	۰٫۹۵	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۰٫۷۱	۰٫۹۳	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۱٫۰۰											
Nd	۰٫۱۰	۰٫۷۴	۰٫۹۲	-۰٫۳۵	۰٫۴۰	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۰٫۹۲	۰٫۸۱	۰٫۸۵	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۱٫۰۰										
Sm	۰٫۴۰	۰٫۷۸	۰٫۹۳	-۰٫۴۷	۰٫۴۴	۰٫۹۴	۰٫۸۹	۰٫۹۶	۰٫۷۴	۰٫۹۰	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۱٫۰۰									
Eu	۰٫۵۲	۰٫۷۳	۰٫۹۷	-۰٫۳۲	۰٫۴۲	۰٫۹۷	۰٫۹۳	۰٫۹۵	۰٫۷۷	۰٫۸۸	۰٫۹۷	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۱٫۰۰								
Gd	۰٫۳۳	۰٫۷۸	۰٫۸۹	-۰٫۴۰	۰٫۸۹	۰٫۹۰	۰٫۹۳	۰٫۹۱	۰٫۸۲	۰٫۸۷	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۶	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۰٫۹۶	۱٫۰۰							
Tb	۰٫۷۶	۰٫۶۷	۰٫۸۱	-۰٫۳۰	۰٫۳۰	۰٫۸۴	۰٫۹۴	۰٫۸۵	۰٫۸۹	۰٫۸۲	۰٫۹۱	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۰٫۹۲	۰٫۹۸	۱٫۰۰						
Dy	۰٫۱۷	۰٫۶۲	۰٫۷۵	-۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۷۸	۰٫۹۳	۰٫۷۹	۰٫۹۲	۰٫۷۳	۰٫۸۸	۰٫۸۹	۰٫۸۹	۰٫۹۵	۰٫۹۱	۰٫۸۸	۰٫۹۶	۰٫۹۸	۱٫۰۰					
Ho	۰٫۰۰	۰٫۴۸	۰٫۶۴	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۰٫۸۲	۰٫۹۹	۰٫۷۹	۰٫۹۶	۰٫۶۸	۰٫۸۴	۰٫۸۴	۰٫۸۵	۰٫۹۳	۰٫۸۸	۰٫۹۰	۰٫۹۲	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۱٫۰۰				
Er	-۰٫۱۱	۰٫۳۶	۰٫۶۴	-۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۶۷	۰٫۹۴	۰٫۶۵	۰٫۹۹	۰٫۵۸	۰٫۷۲	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۸۳	۰٫۷۸	۰٫۷۹	۰٫۸۵	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۷	۱٫۰۰			
Tm	-۰٫۳۵	۰٫۱۳	۰٫۶۴	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۶۷	۰٫۹۴	۰٫۶۵	۰٫۹۹	۰٫۵۸	۰٫۷۲	۰٫۵۲	۰٫۵۲	۰٫۸۳	۰٫۵۶	۰٫۶۰	۰٫۶۷	۰٫۷۵	۰٫۸۲	۰٫۸۷	۰٫۹۲	۱٫۰۰		
Yb	-۰٫۳۶	۰٫۰۴	۰٫۲۴	۰٫۲۸	-۰٫۳۰	۰٫۲۸	۰٫۷۱	۰٫۲۶	۰٫۸۹	۰٫۱۷	۰٫۳۷	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۵۴	۰٫۴۵	۰٫۴۳	۰٫۵۷	۰٫۶۸	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۸۷	۰٫۹۶	۱٫۰۰	
Lu	-۰٫۵۵	-۰٫۱۸	۰٫۰۰	۰٫۵۰	۰٫۴۵	۰٫۱۰	۰٫۵۸	۰٫۰۷	۰٫۸۲	۰٫۰۰	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۳۵	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۳۷	۰٫۵۱	۰٫۵۹	۰٫۶۴	۰٫۷۸	۰٫۹۲	۰٫۹۶	۱٫۰۰

برداشت

مهم‌ترین نتایج حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین-شیمیایی ذخیره بنتونیت تمینان از قرار زیرند:

۱- بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند که مونت‌موریلونیت، هیولاندیت، کلینوپتیولیت، کوارتز، کلسیت، آنورتیت، آلبیت و اورتوکلاز کانی‌های اصلی و بیدلیت، اکتینولیت، میکروکلین و آنورتوکلاز به عنوان کانی‌های فرعی تشکیل دهنده‌ی ذخیره‌ی بنتونیت تمینان هستند.

۲- این ذخیره از دو رخنمون جدا از هم تشکیل شده و رفتار عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی نادر طی شکل‌گیری این ذخیره تابعی از عواملی چون اختلاف در شدت دگرسانی مواد خاستگاه، دگرسانی فلدسپارها، پامیس‌ها و شاردهای شیشه‌ای، حاکم بودن pH اسیدی و درجه‌ی تغییرات آن، سازوکار جذب، تلفیق ساختاری، درون‌زادی، میزان دسترسی به لیگندهای سولفاتی، کلریدی و فلوریدی، تبادلات یونی، تمرکز فیزیکی، شرایط آب و هوایی مرطوب و تفاوت در میزان پایداری کانی‌ها در برابر دگرسانی بوده و کلیه تغییرات عنصری طی بنتونیتی شدن در یک سیستم باز انجام شده است.

۳- بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که بنتونیت‌ها دارای ترکیب اولیه آندزیتی هستند.

۴- ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهد که رس‌ها، آلبیت، فسفات‌های ثانویه نظیر مونازیت، رابدوفان و زینوتایم، فازهای کانیایی Tiدار، Zrدار و Feدار میزبانان احتمالی REEها در این ذخیره هستند.

۵- بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که درجه‌ی دگرسانی فلدسپارها به ویژه در مراحل اولیه‌ی دگرسانی و تغییر در میزان شدت اکسایش محیط تشکیل به ترتیب مهم‌ترین عوامل کنترل کننده‌ی تغییرات بی‌هنجاری‌های Eu و Ce طی بنتونیت‌زایی هستند.

قدردانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را ابراز دارند. نگارندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[۱]حجازی م.، قربانی م.، *"بنتونیت- زئولیت"*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۳) ۱۲۸ص.

[۲] قربانی م.، *" اکتشاف و پی‌جویی بنتونیت‌های ایران و مسائل زمین‌شناسی وابسته به آنها"*، رساله کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۰) ۱۷۳ص.

[3] Hints R., Kirsimäe K., Somelar P., Kallaste T., Kiipli T., *"Multiphase Silurian bentonites in the Baltic Palaeobasin"*, Sedimentary Geology, 209 (2008) 69-79.

[4] Savage D., Walker C., Arthur R., Rochelled C., Odae C., Takase H., *"Alteration of bentonite by hyperalkaline: A review of the role of secondary minerals*", Physics and Chemistry of the Earth, 32 (2007) 287-297.

[۵] مهروری ر.، نقره‌ئیان م.، مکی زاده م.، پورنقشبند ع.، *" بررسی کانی شناسی و ژئوشیمیایی کانسار بنتونیت مهرآباد (شرق اصفهان)"*، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۱ (۱۳۹۰) ص ۳-۱۴.

[۶] بازرگانی گیلانی ک.، ربانی م. ص.، *" کانی شناسی، مشخصات شیمیایی و تکوینی بنتونیت ته نشست های ائوسن منطقه افتر (غرب سمنان)"*، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال دوازدهم، شماره ۲ (۱۳۸۳) ص۱۶۹- ۱۸۸.

[۷] نبوی م ح.، *"دیباچه ای بر زمین شناسی ایران"*، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۵) ۱۰۵ص.

[۸] امینی ب.، امینی چهرق م.، *"نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کجان"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگه شماره ۶۵۵۵ (۱۳۸۲).

[9] Kretz R., *"Symbols for rock-forming minerals"*, American Mineralalogists, 68 (1983) 277-279.

[10] Winchester J. A., Floyd, P. A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their diferentiation products using immobile elements"*, Chemical Geology 20 (1977) 325-343.

[11] Grant J. A., *"The isocon diagram-a simple solution to gresens equation for metasomatic alteration"*, Economic Geology, 81 (1976-1982).

[12] Laviano R., Mongelli G., *"Geochemistry and mineralogy as indicators of parental affinity for Cenozoic bentonites: a case study from S. Croce Di Magliano (southern Appennines, Italy)"*, Clay Minerals, 31 (1996) 391-401.

[13] Muchangos A. C., *"The mobility of rare-earth and other elements in process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambigue)"*, Journal of Geochemical Exploration, 88 (2006) 300-303.

[14] Munch P., Duplay J., Cocheme J. J., *"Alteration of silicic vitric tuffs interbedded in volcanoclastic deposites of the Southern Basin and Range Province, Mexico"*, Evidences for Hydrothermal Reactions, 44 (1996) 49-67.

[15] Zeilinski R. A.*,"The mobility of uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite: a case study in the Troublesome formation, Colorado, U.S.A"*, Chemical Geology 35 (1982) 185-204.

[16] Evensen G. R., Hamilton P. J., Onions R .K., *"Rare earth abundances in chondritic meteorites"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 42 (1978) 1199-1212.

[17] Eliason J. R., *"Montmorillonite exchange equilibra with strontium-sodium-cesium"*, American Mineralogists, 51 (1966) 324-335.

[18] Goldstein S. J., Jacobsen S. B.,*" Rare earth element in river waters"*, Earth and Planetary Science Letters, 89 (1988) 35-47.

[19] Pandarinath K., Dulski P., Torres-Alvarado I. S., Verma S. P.*," Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the los Azufres geothermal field Mexico"*, Geothermics, 37 (2008) 53-72.

[20] Ma J., Wei G., Xu Y., Long W., Sun W., *"Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 71 (2007) 3223-3237.

[21] Rollinson H., *"Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation"*, 1993, 352p.

[22] Sverjiensky D. A., *"Europium redox eqilibria in aquilibria in aqeous solution"*, Earth and Planetary Science Letters, 67 (1984) 70-78.

[23] Laufer F., Yariv S., Steinberg M.*,"The adsorption of quadrivalent Cerium by Kaolinite"*, Clay Minerals, 19 (1984) 137-149.

[24]] Lopez J. M. G., Bauluz B., Nieto C. F., Oliete A. Y.*,″ Factors controlling the trace elements distribution in fine- grained rocks: the Albian Kaolinite- rich deposits of the Oliete Basin(NE Spain)″*, Chemical Geology, 214 (2005) 1-19.

[25] Aja S. U.*,"The sorption of rare earth element, Nd to kaolinite at 25°C"*, Clays and Clay minerals, 46 (1998) 103-109.